

LES RÉGIMES HYDROLOGIQUES DE LA BAIE D'AMBARO (NORD-OUEST DE MADAGASCAR)*

Contribution à l'étude d'une baie eutrophique tropicale

par B. PITON** et Y. MAGNIER**

RÉSUMÉ

La baie d'Ambaro a été étudiée du point de vue physico-chimique pendant deux ans. Les observations suggèrent qu'en saison humide les transports d'eau s'y font selon le modèle « estuaire » et en saison sèche selon le type « anti-estuaire ». Des bilans d'eau ont été effectués et l'influence des principaux facteurs régissant l'évolution du système a été discutée.

ABSTRACT

The results of a two-years' survey in Ambaro bay suggest that the circulation changes from estuarine to anti-estuarine pattern according to the meteorological influences of the wet or dry season. Net fluxes of salt and water have been calculated.

INTRODUCTION

De janvier 1968 à décembre 1969, le N. O. VAUBAN a effectué 31 sorties de 23 stations hydrologiques dans la baie d'Ambaro que des travaux antérieurs (FRONTIER, 1966) avaient conduit à considérer comme représentative du milieu néritique interne tropical. Les sorties étaient espacées d'une quarantaine de jours, sauf pendant les quatre mois de la saison humide 1968-1969 où la période moyenne fut de 10 jours. Les méthodes d'analyses et toutes les données recueillies ont été publiées par le Centre O.R.S.T.O.M. de Nosy-Bé (***) (PITON *et al.*, 1969; MAGNIER *et al.*, 1970). Des observations complémentaires (Ekman, drague dérivante) ont aussi été effectuées durant cette période mais n'ont pas été publiées.

1. GÉNÉRALITÉS

1.1. Géographie de la baie d'Ambaro.

La baie d'Ambaro sur la côte nord-ouest de Madagascar (fig. 1) se caractérise par :

** Océanographes physiciens, Centre ORSTOM de Nosy-Bé (Madagascar), B.P. 68.

*** Ces données peuvent être communiquées sur simple demande adressée au Centre ORSTOM de Nosy-Bé.

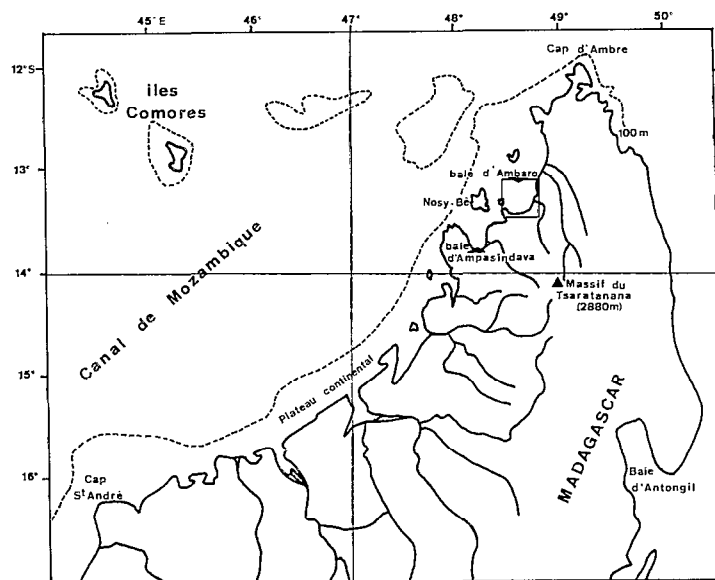


Fig. 1. — La côte nord-ouest de Madagascar.

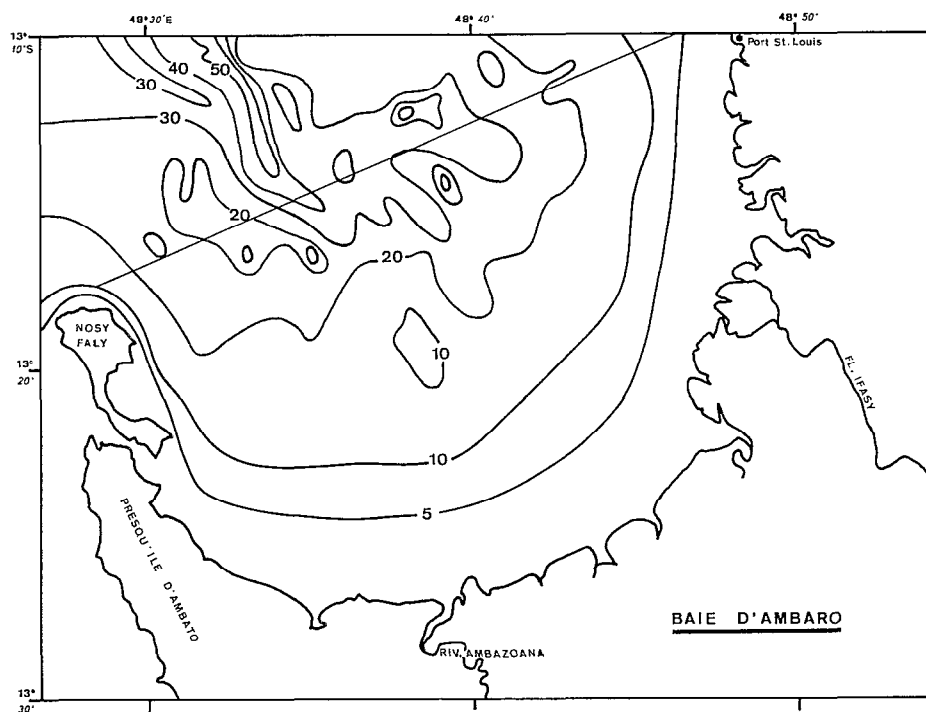


Fig. 2. — Carte bathymétrique de la baie d'Ambaro, dressée par la section Géologie du Centre O.R.S.T.O.M. de Nosy-Bé (profondeur en mètres).

- une grande ouverture sur un plateau continental de 30 milles de large.
- une petite profondeur moyenne (12,2 mètres).

A l'intérieur d'une ligne allant de Nosy-Faly à Port-Saint-Louis, les surfaces et les volumes délimités par la carte de la figure 2 se répartissent comme suit :

Profondeur (m)	Z < 5	5 < Z < 10	10 < Z < 20	20 < Z < 30	Z > 30	Total
Surface (km ²).....	260	158	288	105	26	837
% de la surface totale.....	31	19	34,5	12,5	3	
Volume (km ³).....	0,6	1,6	4,4	2,7	0,9	10,2
% du volume total.....	6	15	43	26	9	±1,2 en V.E. ±0,4 en M.E.

Il convient de noter :

— l'importance relative (31 %) de la zone où la profondeur aux plus basses mers est inférieure à 5 mètres. De la cote 0 à la cote +4 (marnage maximum) s'étend un vaste estran vaseux et en grande partie occupé par la mangrove.

— un modeste bassin versant de 2522 km² (fig. 3) principalement drainé par les rivières Ifasy (1710 km²) et Ambazoana (359 km²).

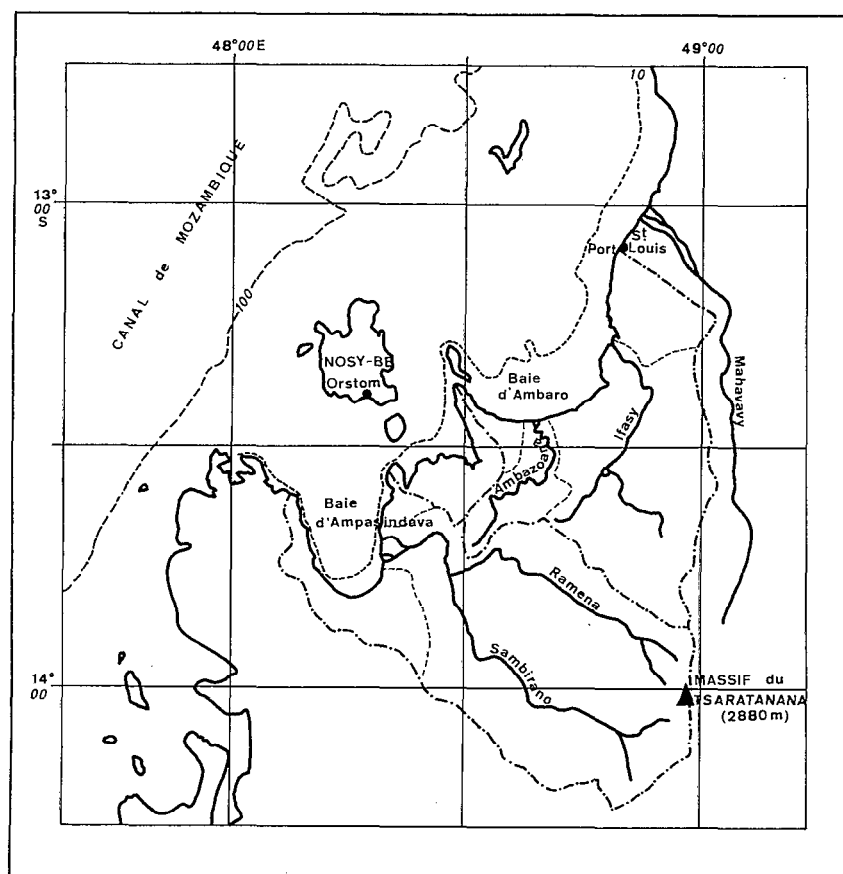


Fig. 3. — Bassins versants des rivières se jetant en baie d'Ambaro et d'Ampasindava.

1.2. Climat.

Le climat de la région de Nosy-Bé, du type « tropical humide », fait alterner (fig. 4 a) :

— une saison sèche, de début mai à fin octobre. La température moyenne du mois de juillet est de 24 °C. En 1968 et 1969 les précipitations pendant cette saison sèche ont été respectivement de 0,28 et 0,36 mètre.

— une saison humide, de début novembre à fin avril. La température moyenne du mois de janvier est de 27 °C. Les chutes de pluies des saisons humides 1968-1969 et 1969-1970 ont été respectivement de 2,83 mètres et 1,94 mètres, soit à peu près 7 fois celles de la saison sèche.

Le régime hydrologique des rivières qui se déversent en baie d'Ambaro est celui du Tsaratanana (ALDEGHERI, 1967), dont le fleuve-type est le Sambirano (124 km, bassin versant de 2980 km²). Il est défini (fig. 4 b) par des débits maximaux en janvier-février-mars (jusqu'à 1785 m³/s) et des débits minimaux de juillet à novembre (jusqu'à 5 m³/s).

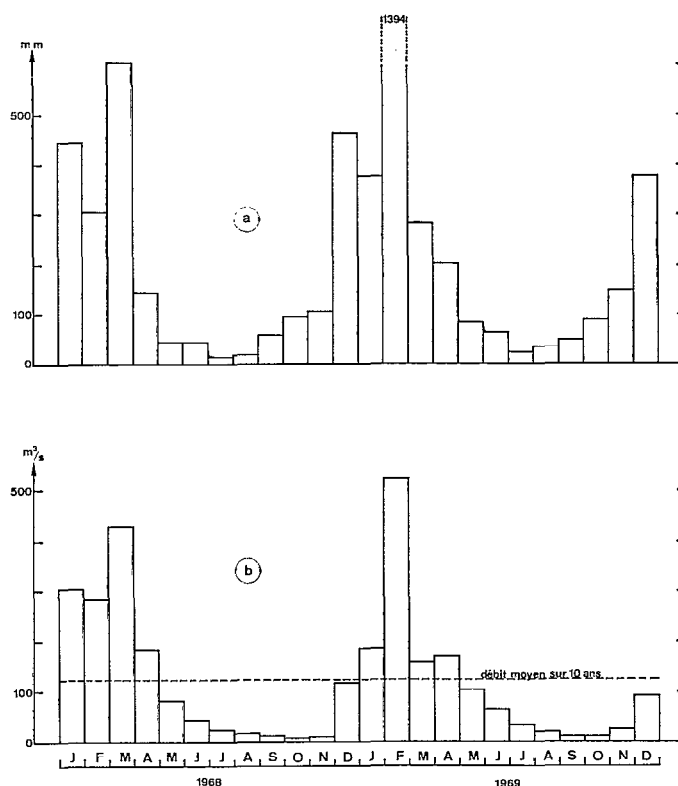


Fig. 4. — a) Relevés pluviométriques mensuels au Centre O.R.S.T.O.M. de Nosy-Bé ; b) débits mensuels moyens du Sambirano.

La région étudiée est protégée de l'alizé de sud-est par le massif du Tsaratanana (2880 m). Le vent souffle uniquement de deux secteurs : est-nord-est et ouest-nord-ouest. Il alterne souvent dans une même journée, avec des calmes de quelques heures lors des changements de direction. On note cependant que durant la saison sèche (régime d'alizé) c'est le vent d'est qui domine, tandis qu'en saison humide c'est le vent de secteur ouest-nord-ouest. La vitesse du vent est généralement inférieure à 10 nœuds sauf dans les grains, assez nombreux en période des pluies.

2. ÉVOLUTION DE LA DISTRIBUTION DE LA SALINITÉ

2.1. Remarques préliminaires.

Étant donné que le trait différenciant le plus les deux périodes climatiques annuelles est la pluie plutôt que la température, la propriété la plus intéressante à étudier est la salinité : c'est d'elle que dépend essentiellement la stratification en densité, surtout en saison humide.

La première question à poser est donc comment la salinité en un point de la baie varie en fonction de la marée. Pour y répondre, une station fixe, par 12 mètres de fond, au milieu de la baie, a été occupée en saison des pluies pendant 50 heures ; elle a comporté des prélèvements hydrologiques toutes les deux heures, et des mesures courantométriques répétées à l'aide de deux courantomètres Ekman, à 3 immersions jusqu'à 1 mètre du fond.

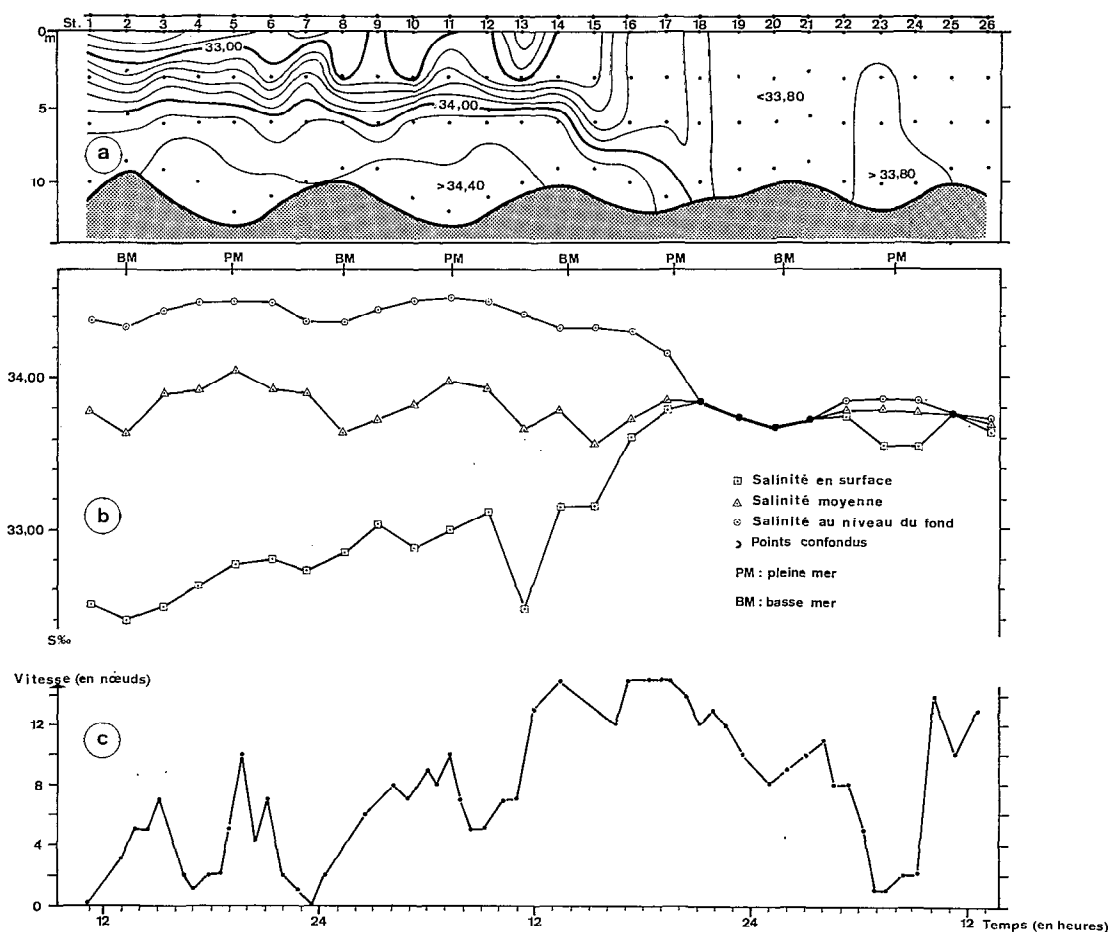


Fig. 5. — Évolution de la salinité (a et b) et du vent (c) en un point fixe (21-23 janvier 1968).

Les résultats montrent que :

— les courants de marée (marée semi-diurne à inégalité diurne) sont relativement faibles : vitesses moyennes de 0,15-0,20 m/s (2 milles en 6 heures, en période de vives-eaux), avec vitesse maximale observée de 0,38 m/s en surface par vent de 15 nœuds ; l'axe des courants de marée est : sud-sud-est/nord-nord-ouest.

— la salinité de surface ne semble pas dépendre étroitement du mélange vertical dû à la marée (fig. 5), comme dans les estuaires classiques. Par contre, un simple « coup de vent » de 15 nœuds peut détruire en quelques heures la stratification en salinité.

— la salinité moyenne de toute la couche varie avec la marée ; elle passe par un maximum (jusqu'à 34,05 ‰) à l'étale de pleine mer, et un minimum (jusqu'à 33,55 ‰) à l'étale de basse mer ; ces variations restent relativement petites (2 ‰).

Pour corriger les observations de ces fluctuations dues à la marée, la meilleure méthode est celle dite des « profils instantanés » employée par BERTHOIS et CROSNIER (1966) dans l'estuaire de la Betsiboka. Mais cette technique oblige à occuper chaque station pendant 12 heures d'où il s'ensuit qu'une couverture d'une vingtaine de stations nécessite une dizaine de jours d'observations, durée pendant laquelle la situation générale de la baie peut se transformer beaucoup plus profondément que pendant un seul cycle de marée.

Nous avons donc préféré exécuter chacune des sorties de 23 stations le plus rapidement possible et obtenir ainsi une image de la baie, non débarrassée des petites fluctuations dues à la marée, mais quasi-instantanée par rapport à l'évolution générale. Les cartes de distribution et les coupes verticales de toutes les grandeurs mesurées au cours de ces sorties ont été publiées par PITON et MAGNIER (1970). Nous ne reproduirons ici que les situations les plus typiques.

2.2. Type de la situation en saison humide.

La figure 6a montre la répartition verticale de la salinité caractéristique de la saison humide : minimum superficiel, maximum au fond avec un écart de plusieurs unités de salinité. Des cartes montrant la répartition de la salinité de surface et de fond sont données en figure 7.

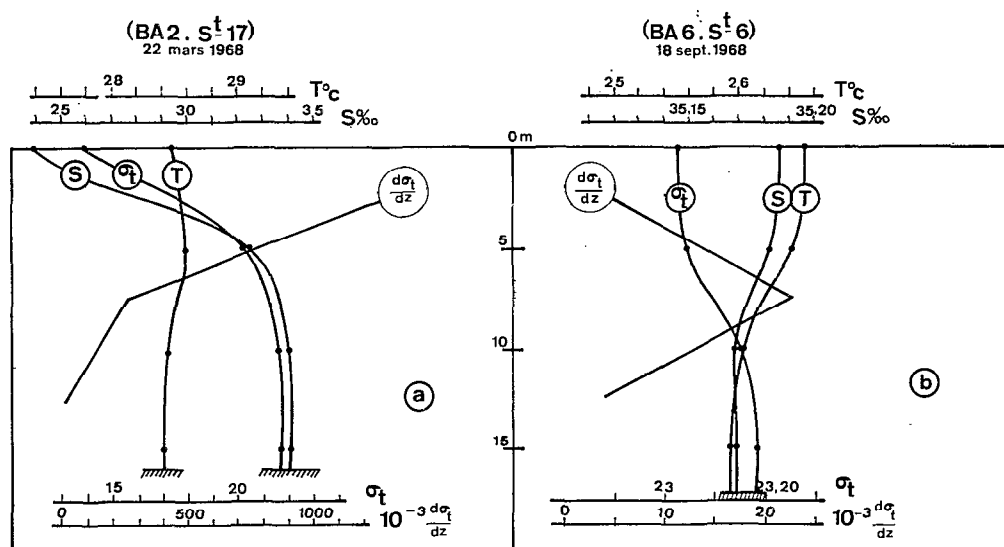


Fig. 6. — Profils verticaux de la température T , de la salinité S , de la densité σ_t et de la stabilité $\frac{d\sigma_t}{dz}$ à deux stations types de saison humide (a) et de saison sèche (b).

Les plus grandes dilutions ont été observées en face de la côte entre le delta de la rivière Ifasy et l'embouchure de l'Ambazoana. En l'absence totale de vent, on a observé un gradient horizontal exceptionnel de 10 ‰ en 2 mètres et un gradient vertical de 10 ‰ en 1 mètre. Mais cette situation, où la couche d'eau douce s'étale laminairement, disparaît dès que le vent atteint 1 m/s.

La dilution maximale en surface a été observée au cours des sorties B A 2 et B A 17 (fig. 7 a et b). On note cependant une plus grande dilution superficielle à B A 2 qu'à B A 17, malgré une plus grande abondance de pluies avant cette dernière observation (cyclone Dany).

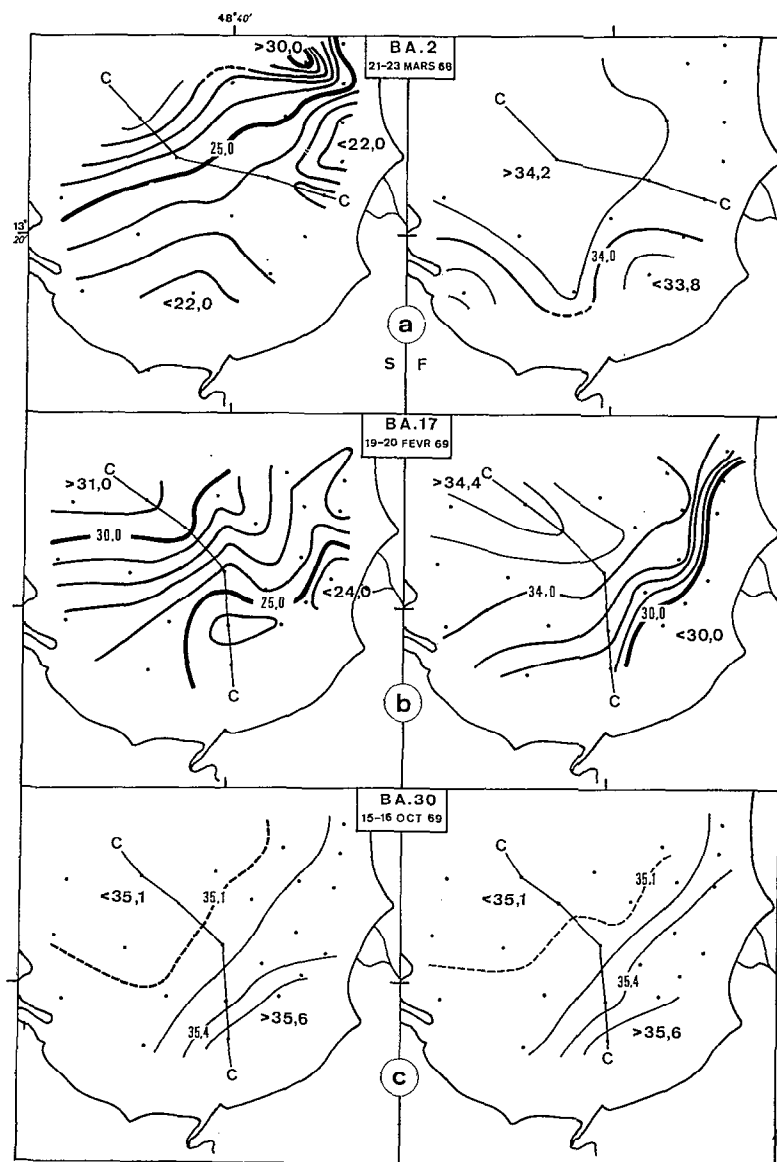


Fig. 7. — Distribution horizontale de la salinité de surface (à gauche) et au voisinage du fond (à droite), en saison humide (a et b) et en saison sèche (c). CC = ligne de stations représentées en coupes verticales.

Le gradient vertical de salinité peut être grand, quelques unités par mètre, surtout par fonds inférieurs à 15 mètres. Le gradient de salinité diminue lorsqu'on s'éloigne de la côte, que l'on considère le gradient horizontal en surface, le gradient au niveau du fond, ou le gradient vertical. La figure 8a schématise une répartition verticale des isohalines, caractéristique de la saison humide.

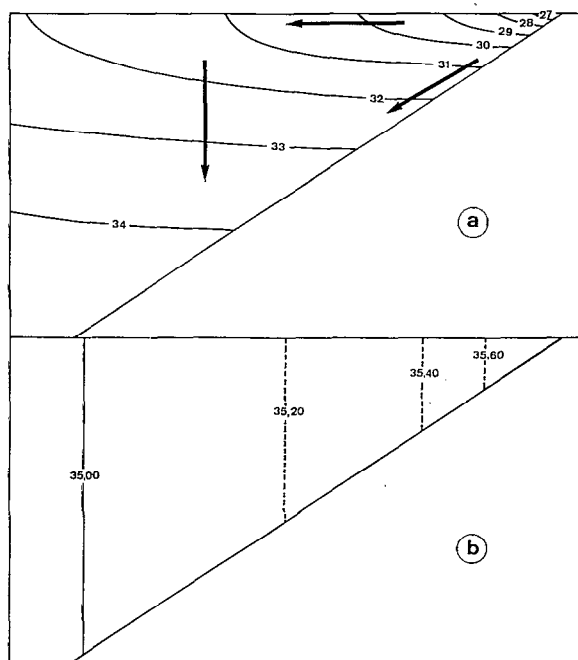


Fig. 8. — Coupes verticales schématisques de la salinité en saison humide (a) et en saison sèche (b). Les flèches indiquent les directions dans lesquelles le gradient de salinité diminue.

2.3. Situation-type en saison sèche.

A partir du mois de mai, la dessalure superficielle due aux rivières et à la pluie disparaît et l'eau s'homogénéise verticalement en salinité. La salinité de surface est même souvent légèrement supérieure (de 0,20 ‰) à celle du fond (fig. 6 b), conduisant aux quelques cas de légère instabilité que nous avons observés durant cette période.

Horizontalement (fig. 7 c), le gradient est inversé par rapport à celui de la saison humide : l'eau est plus salée (observations jusqu'à 35,80 ‰) près de la côte, et le gradient horizontal croît lorsque la profondeur diminue. La figure 8 b schématise une répartition de ce type.

2.4. Évolution des salinités moyennes.

Pour évaluer, à chaque sortie, la salinité moyenne de l'ensemble de la baie, celle-ci a été divisée en 16 surfaces égales, chaque surface incluant une, deux ou trois stations dont on a déterminé la salinité moyenne de la surface au fond ; de la somme de ces salinités moyennes, pondérées par les profondeurs respectives, on a déduit la salinité moyenne S_m de la baie.

D'une façon analogue, nous avons appelé respectivement S_s et S_f la salinité moyenne en surface et au fond, pour l'ensemble de la baie. La figure 9 montre l'évolution sur deux ans de S_m , S_f et S_s . On y remarquera :

- de grands écarts entre S_s et S_f en saison humide (jusqu'à 9,5 ‰ à B A 2) ;
- des variations relativement petites de S_f (de 35,28 ‰ à 33,03 ‰) ;
- des variations anticoncomitantes : à une diminution de S_s peut correspondre aussi bien une augmentation de S_f (entre B A 1 et B A 2 par exemple), qu'une diminution (entre B A 2 et B A 3 par exemple) ;

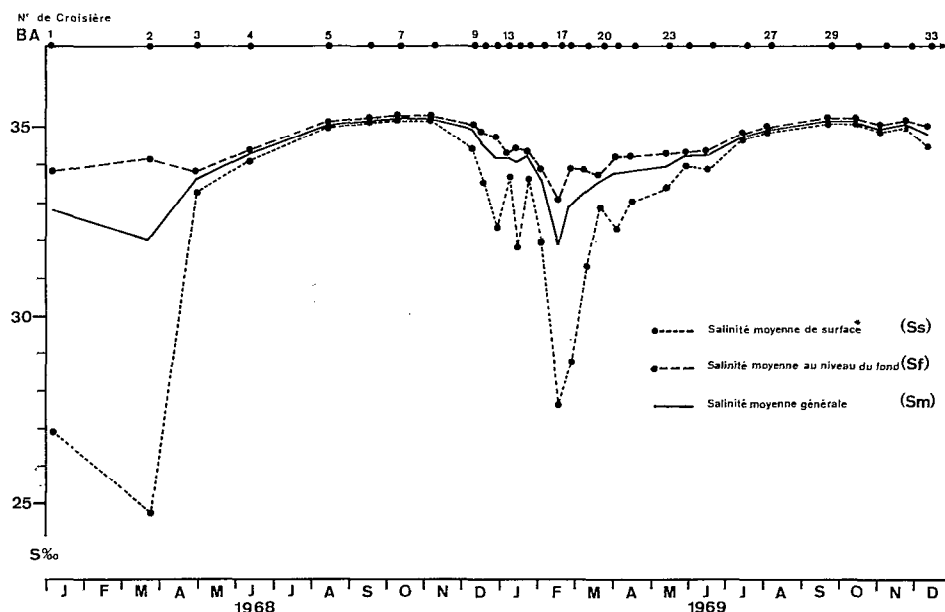


Fig. 9. — Évolution de la salinité moyenne générale S_m , de la salinité moyenne en surface S_s et de la salinité moyenne au voisinage du fond S_f .

— une variation de 10 ‰ seulement de S_m entre une saison sèche et une saison humide, alors que pendant cet intervalle la baie a été « traversée » par un volume d'eau douce (pluie et rivières) de 4 km³, supérieur au tiers de son propre volume (10,2 km³). On note encore qu'à la sortie B A 17, la salinité moyenne est inférieure à celle trouvée à la sortie B A 2, bien que la salinité de surface y soit plus grande.

3. CIRCULATION EN SAISON HUMIDE

3.1. Hypothèse de circulation estuaire.

La baie d'Ambaro répond à la définition de PRITCHARD (1967) : « un estuaire est une masse d'eau côtière semi-fermée qui a une ouverture libre sur la haute mer et dans laquelle l'eau de mer est diluée de façon mesurable par de l'eau douce provenant du ruissellement terrestre ».

BowDEN (1967) a classé les estuaires d'après leur forme et l'intensité des mélanges. De par sa morphologie et la distribution de la salinité en saison humide, la baie d'Ambaro peut être considérée comme un « estuaire côtier de plaine » (coastal plain estuary) à deux couches, avec entraînement et mélange partiel. Le schéma d'une telle circulation est le suivant : de l'eau douce arrivant dans l'estuaire dilue une couche supérieure d'eau de mer d'une épaisseur constante limitée par la halocline. Cette eau s'écoule vers le large (conservation du niveau de la mer) en entraînant de l'eau sous-jacente qui est remplacée par un courant inférieur venant du large (fig. 10 a et b). Bien entendu, il s'agit là de transports nets, débarrassés des oscillations des courants de marée. On peut voir sur la figure 10 c un exemple d'évaluation de vitesses nettes d'après les mesures de courants de flot et de jusant.

D'après BowDEN, le volume d'eau transporté dans chaque couche peut être de très nombreuses fois supérieur au volume d'eau douce apporté par la rivière. Un tel schéma de circulation

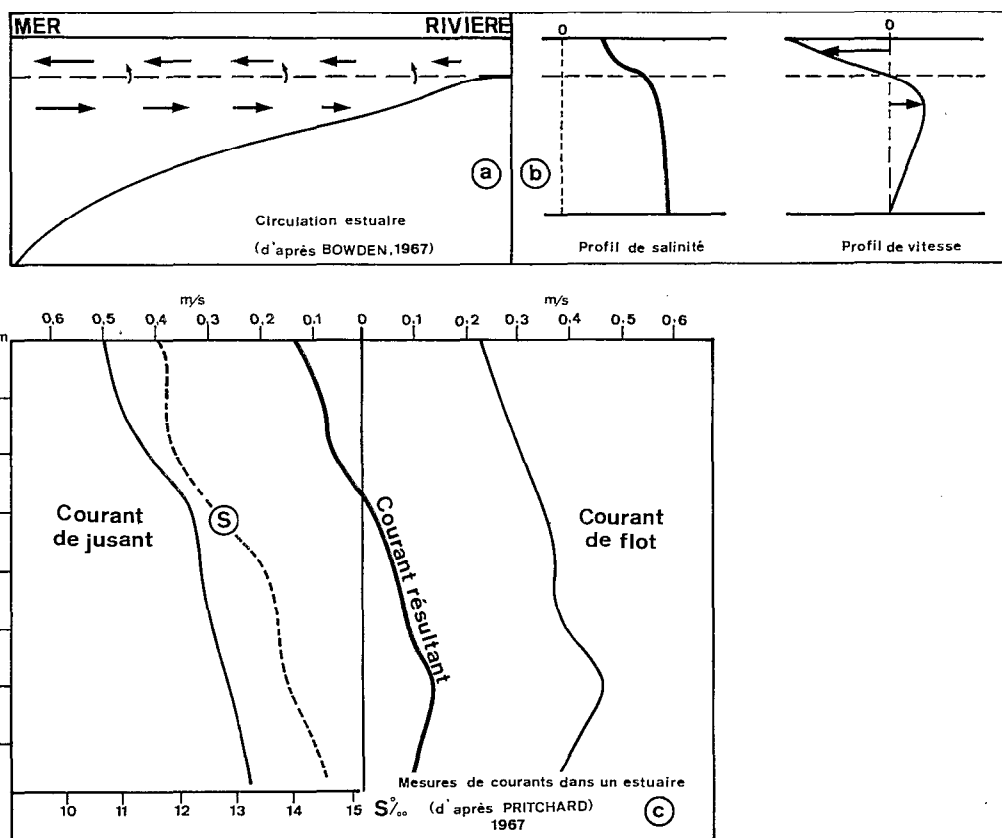


Fig. 10. — Schéma d'un estuaire avec entraînement et mélange partiel (a et b). Profils verticaux de salinités (S) et de vitesses mesurées dans un estuaire (C).

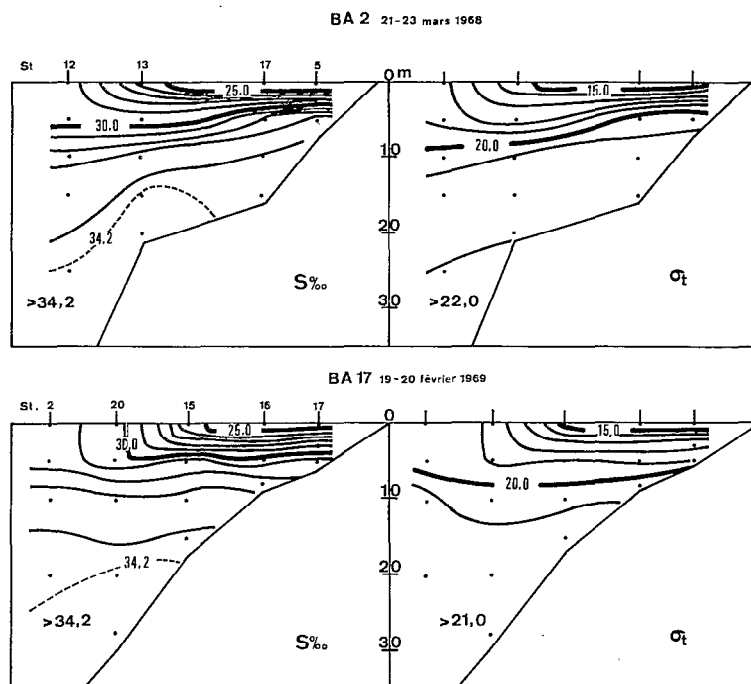


Fig. 11. — Exemples de distributions verticales suivant la coupe CC, de la salinité (S) et de la densité σ_t en saison humide.

appliqué à la baie d'Ambaro peut expliquer toutes les particularités de l'évolution des salinités de surface et de fond relevées au paragraphe 3-4.

Les coupes de la figure 11 sont un bon exemple des répartitions de S et σ_t créées et entretenues par une circulation de type estuaire. On y voit, sur une dizaine de mètres d'épaisseur, une couche dessalée à très grand gradient vertical de salinité et de densité, au-dessus d'une eau à gradient vertical plus petit. Le gradient horizontal est grand dans la couche superficielle, la salinité augmentant rapidement vers le large. Par contre, le gradient horizontal peut être inversé dans la couche inférieure.

Il est évident que cette circulation à deux couches peut être profondément perturbée par le vent. Celui-ci accentue le mouvement dans le cas d'un vent de reflux et crée ainsi un appel d'eau de fond, aussi bien qu'il gêne le mouvement dans le cas d'un vent d'afflux et induit une circulation à 3 couches : une couche superficielle allant vers la côte, une couche médiane coulant vers le large et une couche de fond venant vers la terre. Dans ce cas, la salinité a tendance à s'homogénéiser très rapidement (RATTRAY et HANSEN, 1962).

3.2. Implications biochimiques d'une circulation estuaire.

REDFIELD *et al.* (1963) exposent les principes de répartition d'une grandeur non « conser-

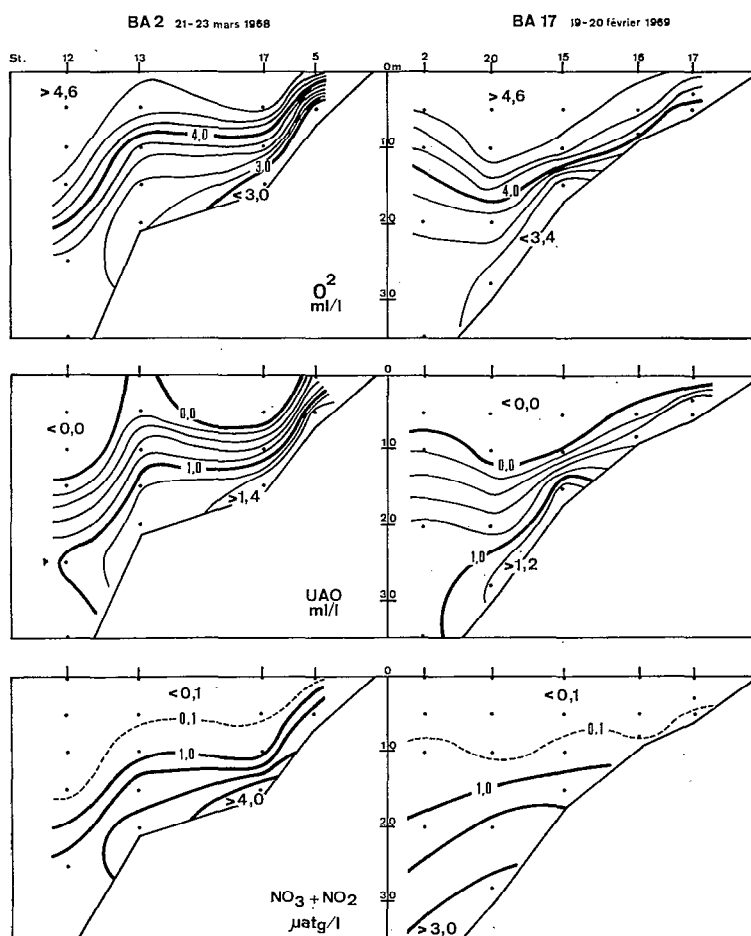


Fig. 12. — Exemples de distributions verticales suivant la coupe CC, de l'oxygène dissous O_2 , de l'utilisation apparente de l'oxygène UAO et des teneurs en nitrate+nitrite (NO_3+NO_2) en saison humide.

vative » comme la teneur en sels nutritifs dans un système de circulation à deux couches, de mouvements opposés. De ce point de vue, un estuaire constitue une trappe où la matière organique contenue dans les particules mortes qui plongent est ramenée par le sous-courant vers la côte, où elle s'accumule ; la minéralisation de cette matière organique crée une poche pauvre en oxygène et riche en sels nutritifs. Cette situation est bien visible pour les sorties B A 2 et B A 17 sur la figure 12. Dans la partie de la baie située plus au large, la halocline est peu marquée ; la matière organique morte peut ainsi plonger facilement. Le déplacement de l'eau de fond vers la côte entraîne cette matière en cours de reminéralisation sous une halocline de plus en plus nette ralentissant la diffusion vers le haut des sels nutritifs produits. Si les mouvements sont lents, le phénomène est encore plus accentué, car le renouvellement par entraînement vertical est freiné. Ces conditions sont sous la dépendance du vent qui peut soit détruire toute stratification, soit accentuer les vitesses d'écoulement.

La teneur en sels nutritifs à l'intérieur de la poche dépend de la quantité de matière organique qui y arrive, donc de la productivité de la couche supérieure. Les substances assimilables par les populations phytoplanctoniques se développant dans cette couche sont partiellement apportées par les eaux de pluie et de ruissellement. On a mesuré en effet jusqu'à 6,6 matg/m³ d'azote nitrique et 30 matg/m³ d'azote ammoniacal dans l'eau de pluie. De tels apports peuvent expliquer par exemple les concentrations de cyanophycées, consécutives aux premières grosses pluies (FRONTIER, communication personnelle).

Signalons enfin que les échanges entre les sédiments et l'eau sus-jacente pourraient avoir une certaine importance dans l'équilibre du système. Cependant, des observations physico-chimiques effectuées à 20-50 cm du fond n'ont montré aucune différence appréciable avec les observations faites à 2-5 mètres au-dessus.

3.3. Estimation des transports en saison humide.

En schématisant la circulation nette moyenne entre deux observations par une sortie d'eau superficielle A de salinité moyenne S_a et une entrée d'eau de fond B de salinité moyenne S_b et en désignant par X l'excédent d'eau douce (pluie + rivières) sur l'évaporation et par ΔS_m la variation de la salinité moyenne totale de la baie durant cet intervalle de temps, on a les relations :

$$B + X = A \quad (1)$$

$$B \cdot S_b \cdot \rho_b - A \cdot S_a \cdot \rho_a = V \cdot \rho_m \cdot \Delta S_m \quad (2)$$

où ρ_a , ρ_b sont les densités des couches A et B et $V \cdot \rho_m$ la masse d'eau totale de la baie. On a :

$$A = \frac{V \cdot \rho_m \cdot \Delta S_m + X \cdot S_b \cdot \rho_b}{S_b \cdot \rho_b - S_a \cdot \rho_a} \quad (3)$$

3.3.1. ÉVALUATION DES PARAMÈTRES DE LA FORMULE (3).

3.3.1.1. Excédent d'eau douce.

L'excédent d'eau douce est calculé par la formule $X = C + D - E$ où C est le volume de pluie tombé sur la baie, calculé à partir des hauteurs journalières relevées au pluviomètre de Nosy Faly, D le volume d'eau apporté par les rivières et E le volume évaporé.

Aucun débit des rivières se jetant en baie d'Ambaro n'est mesuré actuellement. Cependant, toutes ces rivières peuvent être considérées comme ayant le même régime hydrologique : celui du Tsaratanana, dont le fleuve-type est le Sambirano où les débits journaliers sont mesurés. On peut, connaissant le débit du Sambirano (bassin versant 2980 km²), en déduire celui de l'ensemble des rivières se jetant en baie d'Ambaro (bassin versant 2522 km²).

Le volume d'eau E disparu par évaporation, pendant une période de Δt jours, est estimé par la formule de SVERDRUP *et al.* (1946) :

$$E \text{ (cm)} = \frac{3,7. (\bar{e}_w - \bar{e}_a). \bar{u}. \Delta t}{365}, \quad \text{où :}$$

— \bar{e}_w et \bar{e}_a sont, pendant la période d'observation Δt , les tensions moyennes de vapeur d'eau à la surface et à 6 mètres au-dessus du niveau de la mer, en millibars,

— \bar{u} , la vitesse moyenne du vent à 6 mètres au-dessus de la mer (nous prenons $\bar{u} = 4$ m/s, arbitrairement).

Cette formule donne une évaporation variant dans l'année de 3,3 à 6,0 mm/jour, ce qui pour une eau côtière à cette latitude est raisonnable (SVERDRUP *et al.* 1946).

3.3.1.2. Salinités et densités moyennes.

A chaque station hydrologique située sur la ligne Nosy Faly/Port Saint-Louis, on délimite l'épaisseur des deux couches d'après l'immersion du gradient maximum de la salinité, et on évalue la salinité moyenne S_a et S_b des deux couches (ainsi que les densités moyennes ρ_a et ρ_b au vu des températures moyennes correspondantes).

La salinité S_m de la baie est évaluée comme il a été indiqué au paragraphe 2-4 et on obtient ρ_m comme ρ_a et ρ_b .

3.3.1.3. Volume de la Baie.

V a été calculé d'après la carte de la figure 2 qui avait fourni le tableau du paragraphe 1.1. par planimétrie.

3.3.1.4. Estimation des erreurs.

Il est évident qu'en évaluant les divers paramètres comme précédemment, on introduit des erreurs difficiles à chiffrer. Cependant, durant la saison humide, les valeurs de ΔS_m , X , S_a et S_b entrant dans la formule (3) sont élevées, d'où des erreurs relatives que l'on peut espérer petites. Par exemple dans l'intervalle de 78 jours entre les sorties BA 1 et BA 2, en supposant avoir évalué S_a et S_b à 2 %, X à 3 % et ΔS_m à 5 % près, un calcul d'erreur montre qu'en faisant le bilan comme précédemment, la quantité d'eau sortant de la baie serait connue à 4 % près.

Par contre, en saison sèche, les estimations sur les divers paramètres, en particulier sur l'évaporation et surtout les eaux apportées par les rivières sont trop imprécises, et les erreurs relatives trop grandes pour permettre une évaluation du bilan d'eau par la méthode exposée ici.

3.3.2. RÉSULTATS ET DISCUSSIONS.

Les calculs de flux et de vitesse moyens de l'eau sortant et entrant dans la baie au travers de la ligne Nosy Faly/Port Saint-Louis ont été effectués entre chaque observation, durant les deux saisons humides de 1968 à 1969.

La figure 13 montre l'évolution au cours de la période étudiée des grandeurs X , S_m ($S_b - S_a$), A , ainsi que des vitesses moyennes V_a et V_b de la couche supérieure et de la couche inférieure.

Les résultats exposés dans cette figure appellent quelques remarques :

1° La salinité moyenne de la baie, S_m , passe par un minimum en mars 1968 et en février 1969 ; la baie d'Ambaro devient ainsi un bassin de concentration dès le milieu de la saison humide, alors même que les apports d'eau douce restent largement excédentaires. Ce phénomène s'explique toutefois aisément si l'on remarque que, aux facteurs de densité près, la variation ΔM de la masse de sel contenu dans la baie est :

$$\Delta M = A. (S_b - S_a) - X. S_b$$

c'est-à-dire que pour que ΔM soit négatif (bassin de dilution), il faut :

$$X > A. \frac{S_b - S_a}{S_b}$$

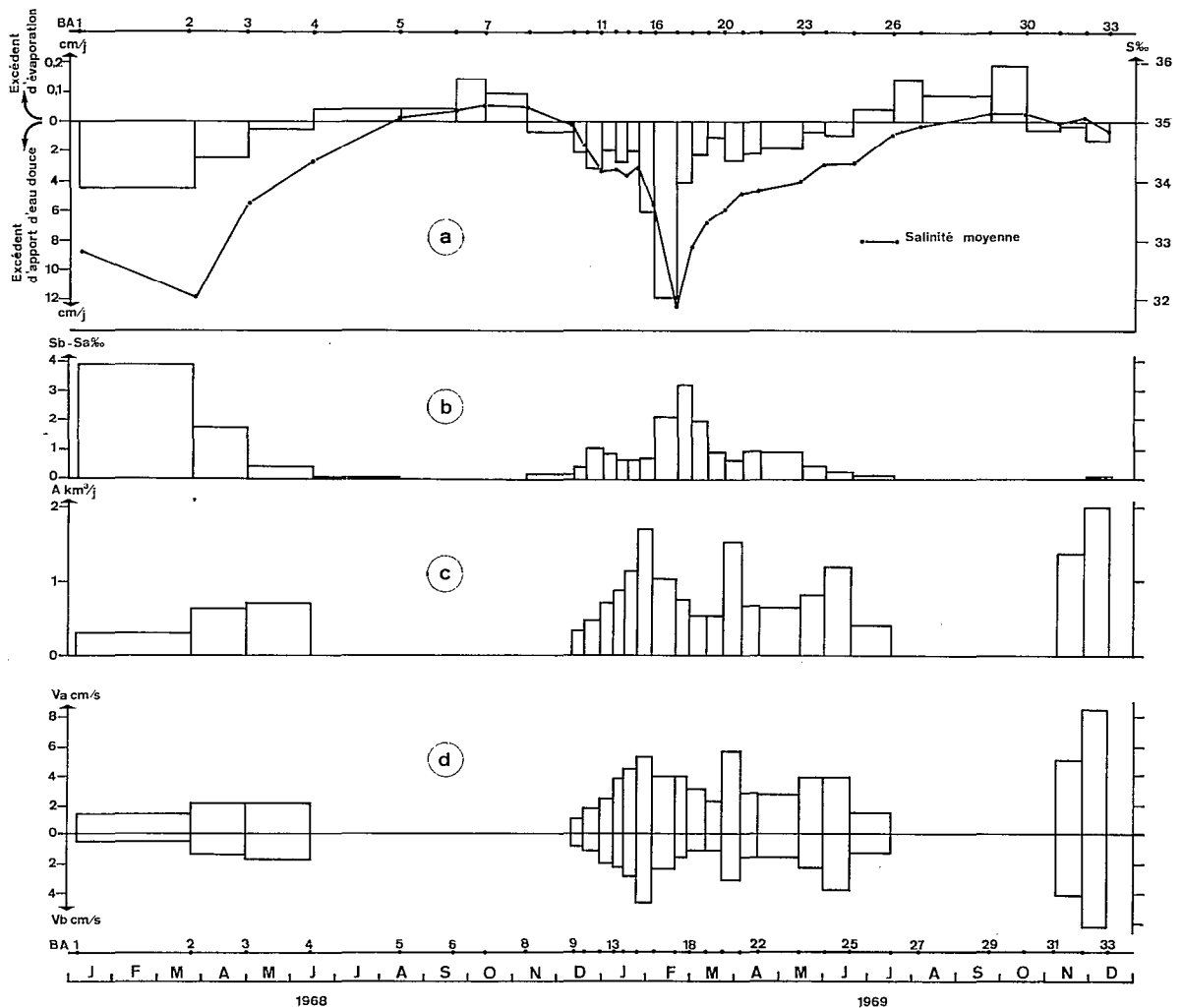


Fig. 13. — Évolution : a) du bilan d'eau douce X et de la salinité moyenne S_m ; b) de la différence $(S_b - S_a)$ entre les salinités moyennes de la couche inférieure et de la couche supérieure ; c) du flux A d'eau sortant en surface (en saison humide) ; d) des vitesses moyennes V_a et V_b de chaque couche.

En début de saison humide, les facteurs A et $(S_b - S_a)$ sont petits et l'eau douce excédentaire peut alors diluer la baie de façon appréciable. La saison avançant et la circulation estuaire s'établissant, A et $(S_b - S_a)$ augmentent. Lorsque X diminue, il devient inférieur au produit $A \cdot \frac{S_b - S_a}{S_b}$ et la baie commence à se ressaler.

2° Si la salinité moyenne S_m suit de façon très étroite l'évolution des apports d'eau douce, il n'en est pas de même des vitesses et des volumes transportés. C'est évidemment parce que la circulation dans la baie est provoquée non seulement par les apports d'eau douce mais, comme nous le verrons plus loin, par l'entraînement dû au vent. Il s'ensuit que, au cours de la période observée, nous avons pu constater, pour un apport d'eau douce équivalent, des « réponses » différentes de la baie au point de vue circulation. Il est, par exemple, intéressant de faire un parallèle entre les circulations en février 1968 (BA 1-2) et en février 1969 (BA 16-17), périodes ayant eu des conditions météorologiques différentes.

a. A l'époque des sorties BA 1 et BA 2, on a constaté la permanence d'un gradient vertical de salinité bien marqué, délimitant nettement deux couches d'eau ; la distribution de la salinité a varié très peu au cours de l'intervalle (fig. 14 a), puisque S_m n'a diminué que de 0,01 ‰ par jour. D'autre part, le vent était très faible (force 1 à BA 1 et force 0 à BA 2) et l'apport moyen d'eau douce de 4,5 mm par jour.

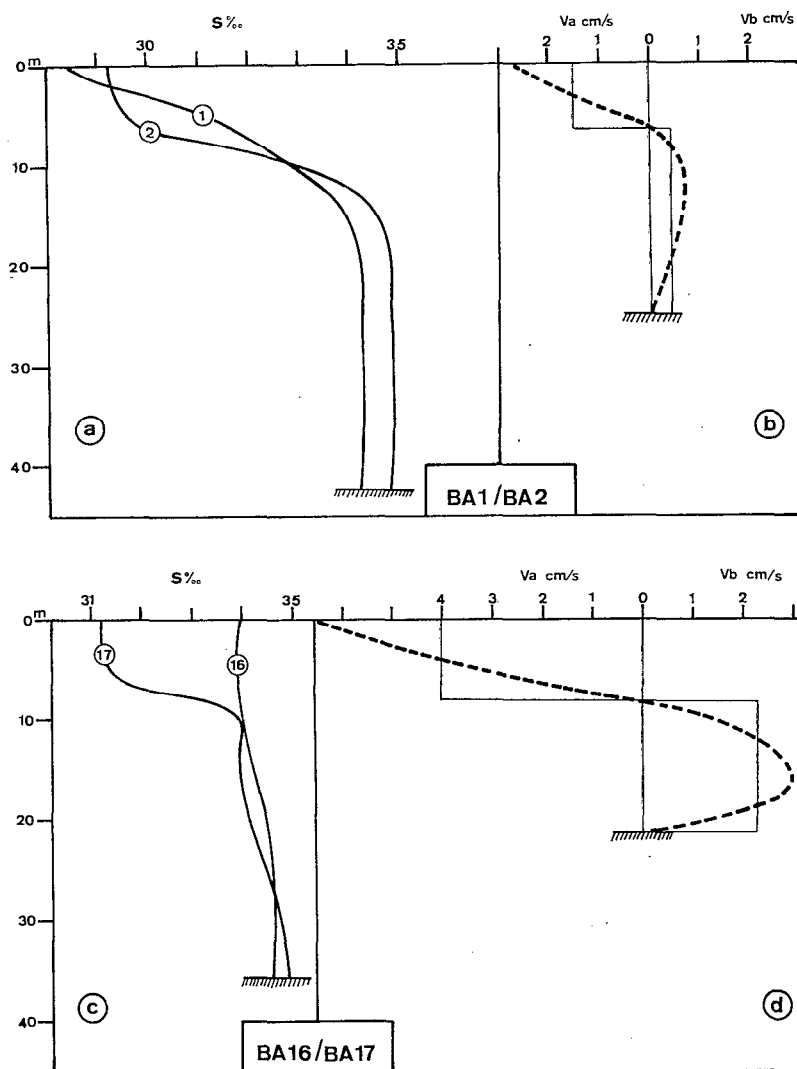


Fig. 14. — Évolution entre les sorties BA 1 et BA 2 (en haut) et les sorties BA 16 et BA 17 (en bas) du profil de la salinité à une station située à l'entrée de la baie (a et c). — Vitesses moyennes pour toute la largeur de l'entrée de la baie des couches supérieure et inférieure durant ces périodes. Les vitesses sont comptées positivement vers le large. En pointillé, profils réels proposés (b et d).

Les calculs de transports donnent 0,25 km³/jour dans la couche de surface, avec une vitesse moyenne de 1,4 cm/s dans cette couche et 0,5 cm/s dans la couche inférieure (fig. 14 b).

On a affaire à une circulation « estuaire faible » où prédomine la convection gravitationnelle, c'est-à-dire un régime où l'arrivée d'eau douce et les effets des courants se contrebalancent pour maintenir presque stationnaire la distribution de la salinité. Dans ce genre de situation, la vitesse

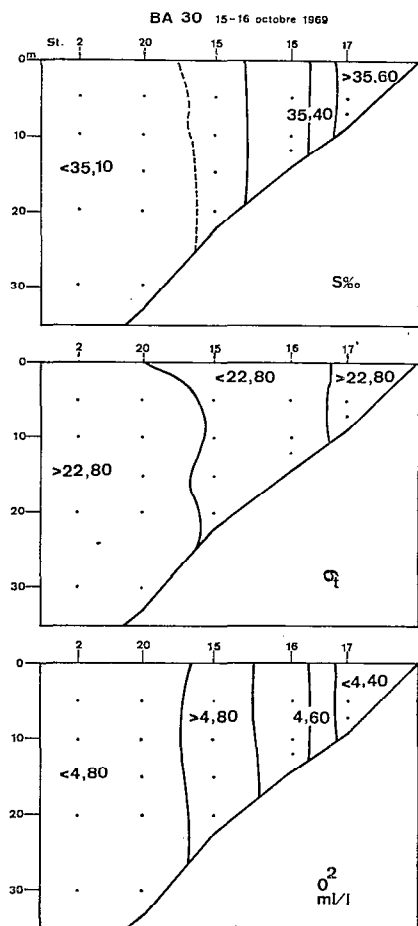


Fig. 15. — Exemples de distribution verticale, suivant la coupe CC, de la salinité S , de la densité σ_t et de l'oxygène dissous O_2 en saison sèche.

de la couche inférieure est très petite et les circonstances sont donc favorables à la formation d'une poche d'eau de fond enrichie en nitrate et appauvrie en oxygène (fig. 12).

b. Par contre, les observations et les calculs de bilan conduisent pour l'époque de BA 16-17 aux caractères suivants :

- un petit gradient vertical de salinité à BA 16, en augmentation très nette à BA 17 (fig. 14 c),
- un vent bien établi : force 3-4 à BA 16 et force 2 à BA 17,
- une diminution de S_m de $0,11 \text{ ‰}$ par jour,
- un apport d'eau douce moyen de 12 mm par jour,
- un transport calculé de $1 \text{ km}^3/\text{jour}$, avec des vitesses moyennes respectives de 4 cm/s et de 2 cm/s dans la couche supérieure et la couche inférieure (fig. 14 d).

Avant BA 16, les vitesses ont été relativement grandes (5 cm/s et 4 cm/s) pour une différence ($S_b - S_a$) de seulement $0,77 \text{ ‰}$. La circulation a donc été principalement induite et entretenue par le vent. Entre les sorties BA 16 et BA 17, il se produisit brusquement une grande arrivée d'eau douce en même temps que le vent décroît légèrement. Il en a résulté un régime de transition où l'influence du vent a diminué pendant que les couches avaient tendance à se différencier, la couche de surface se dessalant très vite. La vitesse de la couche inférieure était quatre fois plus grande qu'à BA 1-2 et cette eau se renouvelant plus vite, la formation de « poche » fut beaucoup moins marquée (fig. 12).

3° Il convient de souligner également que la circulation estuaire peut persister quelque temps au début de la saison sèche alors même que l'évaporation compense les apports d'eau douce ($X = 0$) ; c'est la situation observée en juin 1969.

4. CIRCULATION EN DEHORS DE LA SAISON HUMIDE

La figure 13 b indique la disparition du gradient vertical de salinité vers le mois de juin de chaque année. A cette époque, on a même observé une légère instabilité dans les premiers mètres sous la surface. L'évaporation devenant prépondérante, l'eau de surface a en effet tendance à s'enfoncer et à se mélanger sur toute l'épaisseur. La salinité moyenne S_m augmente ainsi rapidement. La hauteur d'eau évaporée étant uniforme sur toute la baie, la salinité résultante est d'autant plus élevée que la couche d'eau est moins épaisse. Les coupes verticales de la figure 15 illustrent cette situation ; les isohalines sont verticales et de plus en plus rapprochées vers la côte. Une fois cette situation atteinte, la salinité n'augmente presque plus car l'eau du large (évidemment moins salée, à cause des grandes profondeurs) compense les pertes par évaporation et exerce un effet tampon sur les variations de salinité.

L'homogénéisation verticale entraîne d'une part la sursaturation en oxygène jusqu'au fond (fig. 15) et d'autre part la répartition uniforme, sur toute la couche, des sels nutritifs accumulés dans les « poches » du fond pendant le régime estuaire (cf. les résultats de BA 7 dans PRON *et al.*, 1969). Ces conditions sont évidemment favorables à des poussées phytoplanctoniques qui épuisent très vite les sels nutritifs. C'est la principale caractéristique biochimique du système anti-estuaire (REDFIELD *et al.* 1963).

5. CONCLUSION

En schématisant à l'extrême, on peut représenter la réponse de la baie d'Ambaro aux conditions météorologiques par la figure 16. La zone hachurée correspond aux réponses dont le caractère principal est l'homogénéité verticale et la faiblesse des transports. La réponse la plus intéressante

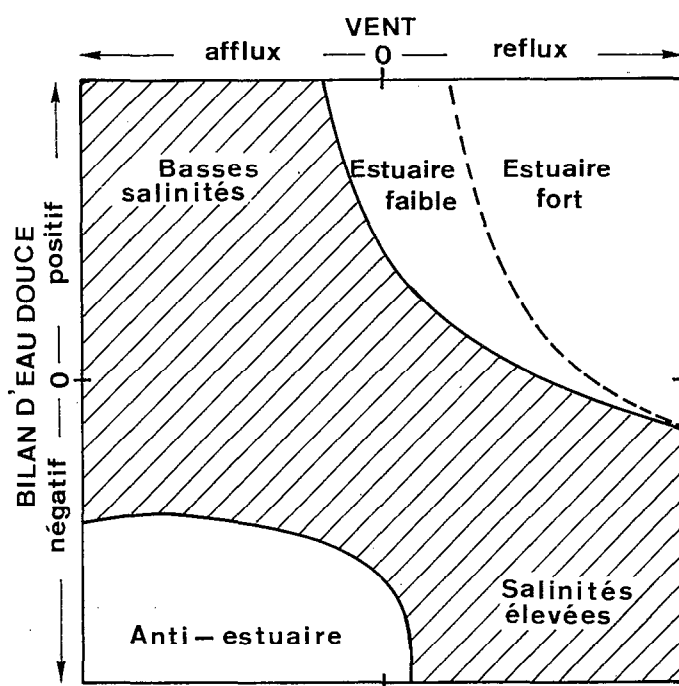


Fig. 16. — Schéma des réponses de la baie aux conditions météorologiques (vent et apport d'eau douce).

est celle indiquée « estuaire faible » ; elle correspond au régime de vent faible et de pluie importante, favorable à l'accumulation de sels nutritifs dans les eaux du fond (fig. 12). Ces sels nutritifs deviennent ensuite disponibles sur toute la couche quand il y a homogénéisation soit par le vent soit en début de saison sèche, avec des conséquences importantes sur la productivité de la baie. Des récoltes de phytoplancton et de zooplancton ont été effectuées en même temps que toutes les mesures hydrologiques et sont en cours d'exploitation au centre de Nosy-Bé.

REMERCIEMENTS : Les auteurs tiennent à exprimer leur gratitude à la Météorologie Nationale Malgache et à la section Hydrologie de l'O.R.S.T.O.M. à Tananarive.

BIBLIOGRAPHIE

- ALDEGHERI (H.), 1967. — Fleuves et rivières de Madagascar. *Centre ORSTOM de Tananarive*, 47 p. (multigr.).
- BERTHOIS (L.) et CROSNIER (A.), 1966. — Étude dynamique de la sédimentation au large de l'estuaire de la Betsiboka. *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, IV, 2, pp. 49-130.
- BOWDEN (K. F.), 1967. — Circulation and diffusion. In: Estuaries, LAUFF (G. H.), éd., *Amer. Assoc. Adv. Sci.*, n° 83, pp. 15-36.
- FRONTIER (S.), 1966. — Zooplancton de la région de Nosy-Bé. *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, IV, 3, pp. 3-36.
- MAGNIER (Y.), PITON (B.), TERAY (A.), AHKAM (D.), 1970. — Résultats des observations physiques et chimiques en baies d'Ambaro et d'Ampasindava, de juin 1969 à février 1970. — *Centre ORSTOM de Nosy-Bé, Doc. n° 17* (multigr.).
- PITON (B.) et MAGNIER (Y.), 1970. — Distribution horizontale et verticale de quelques propriétés physiques et chimiques en baie d'Ambaro. *Centre ORSTOM de Nosy-Bé, Doc. n° 19* (multigr.).
- PITON (B.), PRIVE (H.) et TERAY (A.), 1969. — Résultats des observations physico-chimiques en baie d'Ambaro, de janvier 1968 à juin 1969. *Centre ORSTOM de Nosy-Bé, Doc. n° 5* (multigr.).
- PRITCHARD (D. W.), 1967. — Observations of circulation in coastal plain estuaries. In: Estuaries, LAUFF (G. H.), éd., *Amer. Assoc. Adv. Sci.*, n° 83, pp. 37-44.
- RATTRAY (M.) & HANSEN (D. V.), 1962. — A similarity solution for circulation in an estuary. *J. Mar. Res.*, vol. 10, n° 2, pp. 121-133.
- REDFIELD (A. C.), KETCHUM (B. H.) & RICHARDS (F. A.), 1963. — The influence of organisms on the composition of sea water. In: The Sea, HILL (M. N.), éd., John Wiley and Sons, New York, vol. 2, pp. 26-77.
- SVERDRUP (H. V.), JOHNSON (H. W.) & FLEMING (R. H.), 1946. — The Oceans, their physics, chemistry and general biology. Prentice Hall, New York, 1087 p.